

·方法与应用·

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年中的冷却年龄和变形年龄

王勇生, 朱 光

WANG Yongsheng, ZHU Guang

合肥工业大学资源与环境工程学院, 安徽 合肥 230009

College of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, Anhui, China

摘要: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄数据的解释与Ar同位素在矿物中的封闭温度有关。冷却年龄只能限制变质-变形事件发生的时间区间, 不能真正代表地质事件的发生时间。因此, 必须想办法得到变形年龄。本文从封闭温度概念出发, 探讨了压力、冷却速率、有效扩散范围和几何形态、颗粒大小、动力学参数等对矿物封闭温度的影响, 介绍了新近提出的“封闭窗”概念, 并讨论了在什么情况下可以获得变形年龄。

关键词: 封闭温度; 封闭窗; 冷却年龄; 变形年龄

中图分类号: P597+.3

文献标识码: A

文章编号: 1671-2552(2005)03-0285-06

Wang Y S, Zhu G. Cooling and deformation ages in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geological Bulletin of China*, 2005, 24(3): 285-290

Abstract: Interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages depends on the closure temperatures of Ar in minerals. Cooling ages are only restricted within the time range of occurrence of an event of metamorphism-deformation and cannot represent the real time of occurrence of a geological event. Therefore we must get the deformation ages. Proceeding from the concept of closure temperatures, this paper discusses the influences of such parameters as pressure, cooling rate, effective diffusion dimensions and geometry, grain sizes and dynamics on the closure temperatures of minerals, and introduces the new concept of “closure window”. Based on these influences, the paper also discusses how to get deformation ages.

Key words: closure temperature; closure window; cooling age; deformation age

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法是由Merrihue^[1]首先提出的, 并于20世纪70年代得到迅速发展, 成为K-Ar法的一个重要分支。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄测定是以含钾矿物在核反应堆中由快中子照射而形成 ^{39}Ar 为基础的, 其年龄计算公式为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left(J \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} + 1 \right) \quad (1)$$

式中J为每次照射样品的照射参数, 无量纲; λ 为衰变常数^[1]。

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法数据可以通过年龄坪的拟合优度、等时线和反等时线、K/Ca与年龄坪的变化趋势、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始值等方法检验数据的可靠性, 而且等时线并不需要对大气氩进行校正。相对于Rb-Sr、Sm-Nd法来说, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄测定的封闭温度相对较低, 同位素易发生重置, 从而记录热事件年龄。随着近年来激光微区 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法逐渐广泛的应用, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法在同位素年代学中的地位越来越重要。

但是, 多年以来困扰广大地质学者的一个问题是, 用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法所得到的大量年龄值到底是冷却年龄还是变形年龄? 严格来说, 冷却年龄所代表的时间与热事件发生的时间没有简单的对应关系, 冷却年龄除可以限制变质-变形事件发生的时间区间外, 不能代表地质事件的发生时间, 而只有变形年龄才能真正代表变质-变形事件的发生时间。因此, 必须想办法得到变形年龄。世界上许多学者已对此问题进行了研究^[2-4]。本文主要探讨封闭温度、封闭窗及如何获得变形年龄等问题。

1 封闭温度

1.1 封闭温度的概念

在没有流体作用的情况下, Ar同位素的迁移依靠扩散作

收稿日期: 2003-09-28; 修订日期: 2004-03-22

基金项目: 国家自然科学基金项目《庐庐断裂带与大别-苏鲁造山带的构造关系研究》(编号: 40272094)资助。

作者简介: 王勇生(1977-), 男, 在读博士, 从事成岩成矿动力学研究。E-mail: yshw9007@sina.com

用来完成。而扩散作用是与温度密切相关的作用过程。Dodson^[6]在1973年提出了封闭温度(T_c)的概念,定义封闭温度为同位素体系不发生有效扩散的临界温度。他认为矿物在其封闭温度以上,放射成因的同位素子体将全部丢失;在封闭温度以下,同位素子体的丢失量极小,并且由扩散作用所导致的子体丢失几乎不会对年龄的测定产生影响。封闭温度与矿物视年龄有密切关系,矿物在其视年龄时的温度值即为其封闭温度(图1),这与矿物从其封闭温度开始记录年龄的结论相一致。由图1可知,随着时间的推移,矿物在变形作用之后不断冷却。当到达某一个温度值时,放射性同位素子体开始积累,矿物开始记录年龄,此时矿物的温度即为其封闭温度。Dodson在提出封闭温度概念的同时,还给出了封闭温度的计算公式:

$$T_c = \frac{R}{E \ln \left(\frac{A \tau D_0}{a^2} \right)} \quad (2)$$

式中 R 为气体常数; E 为活化能; D_0 为扩散因子; a 为有效扩散范围(effective diffusion dimension); τ 为时间常数。

常用的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测年矿物的封闭温度为:白色云母 $350^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ ^[6],黑云母 $300^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ ^[6],钾长石 $150^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ ^[7],角闪石 $500^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ ^[8]。它们之间的差别为同一地质体的 T - t 历史研究提供了很好的基础。

1.2 封闭温度的影响因素

研究表明,封闭温度与压力、冷却速率、有效扩散范围和几何形态、矿物的 T - t 历史、矿物生长时间、扩散的动力学机制等参数有关^[9-12]。这也可以由(2)式看出。其中,活化能与压力有密切的关系^[12],而 τ 则与矿物生长时间、冷却速率和矿物的 T - t 历史密切相关^[5,10]。除此之外,矿物的变形机制对封闭温度也有重要影响^[10]。如果错误地选择了这些参数的值,将会导致 T_c 出现误差,甚至完全错误。

(1) 压力

理论上,随着压力的增高,氩的扩散受到限制,使矿物在相对较高的温度下已经停止有效扩散,从而产生高的封闭温度。一些学者已经通过实验证实了上述解释的正确性^[12,13]。而Sherlock等^[13]认为多硅白云母的封闭温度高于普通白色云母,可达 380°C 。活化能 E 与频率因子 D_0 和压力有关,其他参数保持恒定,则可以得到 T_c 与 E 成正比,与 D_0 成反比^[5,11]。压力的增大使氩扩散相同距离的活化能增加,扩散因子减小,从而导致了 T_c 的增大。Hames等^[11]认为 E 值增大20%(如由40 kcal/mol到48 kcal/mol),或者 D_0 减小20%(由 $1.4 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$ 到 $1.1 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$), T_c 增高约 100°C 。

(2) 冷却速率和 T - t 历史

Reddy等^[10]认为矿物冷却速率与其封闭温度呈正相关性。图2中给出了两者之间的关系,在颗粒大小固定的情况下,矿物冷却速率越大,封闭温度就越高。单一矿物的 T - t 历史与冷却速率密切相关。如果矿物快速冷却,则自矿物结晶至其同位素系统封闭的 T - t 历史可以忽略不计,此时可认为

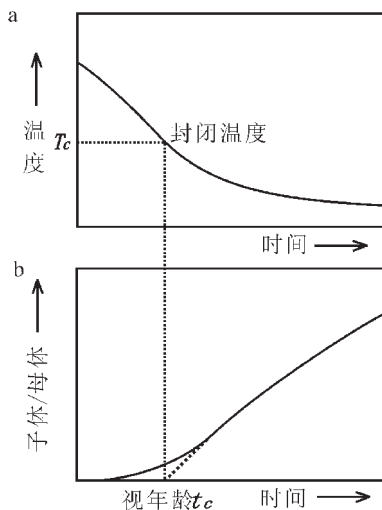


图1 封闭温度与视年龄关系图^[9]

Fig.1 Relationship between closure temperatures and apparent ages

矿物是在其封闭温度时结晶的,主观上增大了矿物的封闭温度。矿物的 T - t 历史可由2种方法求得:①把封闭年龄的改变作为总体扩散范围的函数,用Dodson^[9]的方法求得 T - t 轨迹;②测定大颗粒中特定部位的年龄值,用Dodson^[14]的封闭断面模式计算 T - t 轨迹。近年来,一些学者^[9-11]把与测年矿物密切共生的钾长石的MDD连续冷却曲线作为测年矿物的 T - t 轨迹,并得到广泛认可。

(3) 有效扩散范围和几何形态

有效扩散范围是指同位素子体可以有效扩散的范围,同位素子体的扩散可使同位素在此范围内发生均一化。许多学者通过实验得到有效扩散范围基本等于天然颗粒大小^[9-11,15,16]。Robbins^[17]提出了板状扩散模式,他认为Ar同位素的扩散主要沿云母的 c 轴进行。Hames等^[11]对岩石中白云母残斑的中心部分和边缘部分分别进行了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 激光探针法年龄测定,发现其年龄值中心部位明显高于边缘部分,并且几个

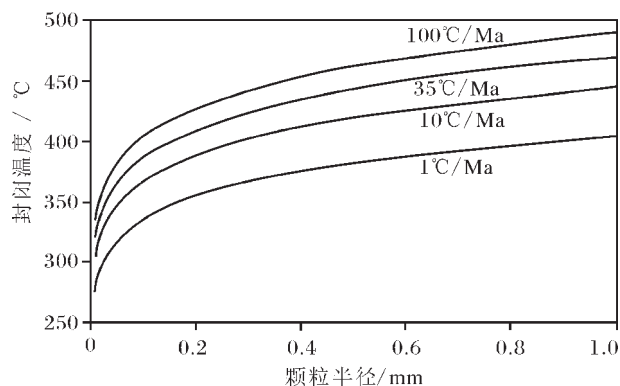


图2 白云母颗粒大小、冷却速率与封闭温度关系图^[10]

Fig.2 Relationships of the grain sizes, cooling rates and closure temperatures of muscovite

被剥离的相邻云母片的中心的年龄也不相同(图3)。他计算出中心部位封闭温度 385°C ,边缘封闭温度 274°C ,总体封闭温度 358°C 。他们在对样品进行分析时,发现 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 值由中心向边缘部分逐渐降低,而且在边缘部分较小的范围内急剧减小,从而导致不同部位年龄的差异。根据此现象,Hames等^[1]提出了柱状扩散模式,他们认为Ar同位素的扩散作用在c轴方向并没有明显优势,并提出Ar同位素的扩散作用主要以柱状形式进行。Reddy^[10]也发现Ar同位素在颗粒边缘部分较小的范围内,其百分含量几乎等于零。

(4) 变形机制

矿物的变形作用通常有2种结果:矿物颗粒大小发生改变或不改变。Dodson^[9]认为矿物颗粒大小对其封闭温度有很强的控制作用。此后,Hames等^[10]和Reddy等^[11]的研究进一步证明了这一结论。Reddy等^[10]认为矿物颗粒越大,其封闭温度就越高(图2)。

云母类矿物的变形通常为褶皱、破裂、扭折和沿解理面的裂解^[10],它们的变形表现为明显的各向异性,并受平行于(001)面的位错滑移和扭折作用控制^[18]。Giletti^[18]发现云母类矿物在(001)面上的扩散作用几乎是与其垂直的其他面的1000倍,所以通常(001)面的大小又称为有效颗粒大小。因此,变形机制对 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定的影响主要是变形过程是否会在平行或垂直(001)方位上改变颗粒大小。

对变形机制的分析,首先要考虑变形如何改变云母颗粒的大小,然后再分析这种变化怎样影响封闭温度^[10]。可以将变形分为颗粒大小未改变和改变2类。

颗粒大小未改变的变形。该变形包括颗粒边界滑动、沿颗粒解理的滑动等。颗粒边界滑动通常发生在较高温度下、细粒的岩石中,是断层带中一种常见的变形机制^[19,20](图4-a)。沿着云母矿物解理面的滑动(图4-b)和云母沿底面解理的破裂(图4-c)也没有改变矿物的有效颗粒大小。所以,这种变形过程并不能改变矿物的封闭温度^[10]。

颗粒大小改变的变形。能够改变矿物颗粒大小的变形方式包括开放系统的物质扩散(图4-d、e)、封闭系统的物质迁移(图4-f、g)、“云母鱼”的形成(图4-h、i)、位错缠结变形(图4-j、k)、破裂(图4-m)、膝折(图4-n)等变形形式。

开放系统物质的扩散平行于(001)面进行(图4-d),则不会改变矿物颗粒的有效颗粒大小;如果物质的扩散垂直于(001)面进行(图4-e),则矿物颗粒大小改变的同时也改变了其有效颗粒大小,扩散作用也相对减弱,从而使矿物封闭温度降低^[18]。对于封闭系统来说,物质不会向外扩散,只可能在矿物的某一些面上出溶,然后在另一些面上沉淀。无论是在平行于(001)面上出溶、在垂直于(001)面上沉淀(图4-f),还是在垂直于(001)面上出溶、在平行于(001)面上沉淀(图4-g),都会引起矿物有效颗粒大小的改变,从而改

变矿物封闭温度。前一种变形作用会使颗粒封闭温度降低,后一种变形作用则会使颗粒封闭温度增高^[10]。

“云母鱼”是在简单剪切作用下、云母残斑沿节理面滑动而产生的构造形式。在云母鱼的产生(图4-h)过程中,可以在颗粒的尾端发生内部的颗粒边界迁移重结晶(GBM)^[21,22]。虽然矿物颗粒两端或沿矿物斑晶边缘也会发生矿物的生长,但这种变形机制将会减小原有矿物颗粒大小^[23]。并且,这种变形机制也会导致完全的重结晶作用,虽然出现“云母鱼”的矿物仍保持其原有的形状,但其(001)面的方位已经发生改变(图4-i),必定会改变颗粒的封闭温度^[10]。

Lee等^[23]和Lee^[24]发现Ar在矿物中沿其位错的扩散比其他扩散形式要快得多。位错缠结可以导致矿物中不连续现象的出现和位错壁的产生。矿物的不连续(图4-j)可以加强Ar的扩散作用,并且如果这些不连续相互连接构成网状,则会大大降低矿物的有效颗粒大小,从而导致封闭温度的降低。但如果这些不连续在颗粒内部终止,并不能延伸到颗粒外部,则对Ar的扩散基本上没有影响^[23,24]。而位错壁的发展将会产生亚颗粒(图4-l),亚颗粒旋转也会产生动态重结晶作用(SR),使矿物颗粒减小,从而减小矿物的封闭温度^[25]。

与云母矿物(001)面成高角度相交的破裂(图4-m)将会导致矿物有效颗粒的减小,造成矿物封闭温度的降低^[26]。云母矿物的膝折(图4-n)作用一般发生在(001)面上^[21,22,24],膝折的产生也会导致矿物有效颗粒的减小,从而降低其封闭温度^[10]。

另外,变形中差异应力的增大,会加强动态重结晶作用,从而使矿物颗粒减小,降低矿物封闭温度。

2 封闭窗

由于无法准确得到同位素所赋存矿物的封闭温度的相关参数值,所以同位素的封闭温度一般有 $\pm 50^{\circ}\text{C}$ 的误差。人

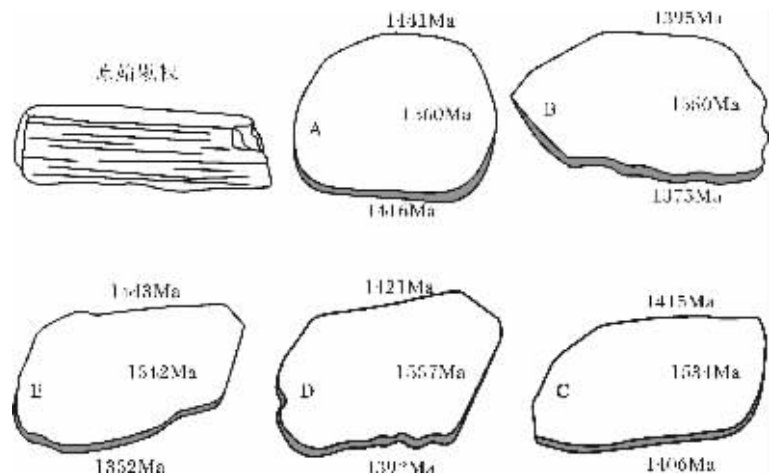


图3 矿物边缘与中心的年龄差异^[10]

Fig.3 Difference in age between the center and margins of a mineral
A—E是由原始白云母颗粒沿(001)面逐层剥离而得的云母片

们注意到,甚至在封闭温度之下几十度,还会发生有意义的同位素子体(即会对年龄计算产生影响的同位素子体)的扩散^[9]。封闭温度数据应用之前要对矿物颗粒大小、冷却速率、活化能等一系列参数进行假设,而这些假设在许多情况下是不准确的^[9,10]。这些参数中任何一项改变都会影响封闭温度的值。基于上述原因,Dunlap^[9]提出了“封闭窗”(closure window)的概念。他以封闭温度为上限,以没有丢失任何有意义的同位素子体的温度为下限,如果知道了这2个温度值之间的 $T-t$ 历史,便可以构筑一个矩形框,称为“封闭窗”^[9](图5)。但由于矿物的 $T-t$ 历史通常是不知道的,因此常用平均冷却速率作为对角线构筑“封闭窗”。

矿物的结晶温度如果大于“封闭窗”的温度(即高于“封闭窗”的最高温度,图5-a),则该矿物在形成之后不断地进行同位素的扩散,直至其封闭温度,因此所记录的年龄是冷却年龄;如果矿物的结晶温度小于“封闭窗”的温度(即低于“封闭窗”的最低温度,图5-c),矿物是在其封闭温度之下形成的。矿物形成后并没有有意义的同位素子体的丢失,因此记录的是变形年龄;如果矿物的结晶温度位于“封闭窗”之内(图5-b),记录的年龄则取决于矿物在构造窗内的 $T-t$ 历史^[9]。

若是矿物结晶以后快速冷却,所记录的年龄即可认为是变形年龄。Dunlap^[9]给出了冷却速率、封闭温度与测量年龄和变形年龄比值之间的关系图解^[9](图6)。当温度值为矿物的封闭温度时,以 $100^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 和 $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 的冷却速率冷却的矿物的测量年龄与变形年龄的比值均在0.98以上,非常接近于1;以 $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 的冷却速率冷却的矿物的测量年龄与变形年龄的比值也在0.96左右。所以,此时可以近似地认为所得到的冷却年龄就是变形年龄。如果冷却速度极为缓慢,那么应分为2种情况考虑:如果结晶温度接近于封闭窗的上限温度,则在矿物形成以后,并不能马上保持封闭,只有当温度值达到绝大部分颗粒的封闭温度时,才真正记录年龄,应是冷却年龄;如果结晶温度接近于封闭窗下限温度,矿物结晶后马上会保持封闭,记录变形年龄。

3 变形年龄

变形年龄是同位素体系所记录的变形发生时间,要判定某一年龄值是否为变形年龄,首先要回答2个问题:①热事件温度是否高于其封闭温度;②热事件中的同位素是否发生重置。矿物变质-变形过程中的扩散作用主要取决于3个温度值:原始矿物颗粒封闭温度、新品粒的封闭温度和变形作用过程的温度^[9]。如果变形作用发生的温度高于矿物的封闭温度,则最终所得到的年龄为冷却年龄。如果变形作用发生的

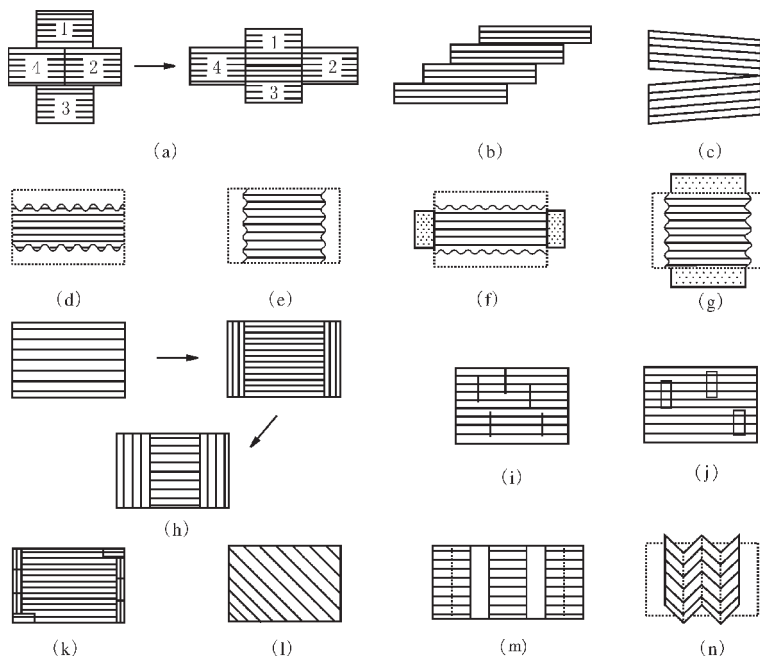


图4 云母矿物变形机制^[10]

Fig.4 Deformation mechanisms of micas

- (a)—颗粒边界滑动;(b)—沿解理面的滑动;(c)—沿底面解理的破裂;
(d)—平行于(001)面的物质扩散;(e)—垂直于(001)面的物质扩散;
(f)、(g)—封闭系统中物质的迁移;(h)—“云母鱼”的形成;
(i)—矿物颗粒中的不连续;(j)—亚颗粒;(k)—一次生加大;
(l)—完全的重结晶;(m)—与(001)面成高角度的破裂;(n)—膝折

温度低于矿物的封闭温度,则应分为2种情况考虑:若是没有新品粒的产生,同位素系统也就没有发生重置,所得的年龄为上一次热事件年龄^[9-11];如果产生了新品粒,则系统记录的为变形年龄。但如果仅生成部分新品粒,仍有许多变形前的颗粒保存着,则 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法的年龄坪表现出极差的相关性,所得到的年龄也不代表任何地质事件。另外矿物在高温环境下的滞留时间也会影响年龄的最终解释^[10-12]。

由以上分析可知,要对年龄数据进行准确的解释,除了知道矿物的封闭温度以外,还必须得到变形作用过程中温度条件的信息。通常用来得到变形温度的方法是一些地质温度计,如二长石温度计、绿泥石-绢云母温度计、石榴子石-白云母温度计、石榴子石-黑云母温度计等,并将它们应用于同变形矿物。另外,一些实验变形成果也可以作为依据来限定变形温度^[7]。近年来,一些学者用MDD模式对钾长石进行分析,用于获得 $150\sim 350^{\circ}\text{C}$ 范围内的 $T-t$ 轨迹,再用其他方法获得同位素年龄,从而确定变形作用发生时的温度^[3,9]。

在常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法中,以下4种情况可获得变形年龄。

(1)有新品粒产生,并且变形温度低于新品粒的封闭温度:如果变形发生在高于新品粒矿物封闭温度的情况下,则只能得到冷却年龄;如果变形温度小于或等于其封闭温度,得到的年龄值为变形年龄。

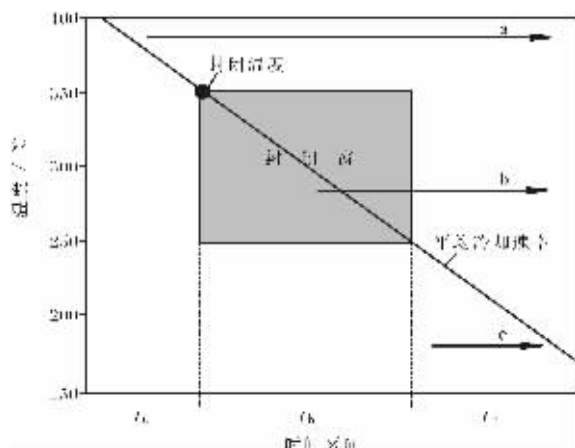
图5 封闭窗^[9]

Fig.5 Closure window

a—结晶温度高于封闭窗温度;b—结晶温度位于封闭窗之内;c—结晶温度小于封闭窗温度

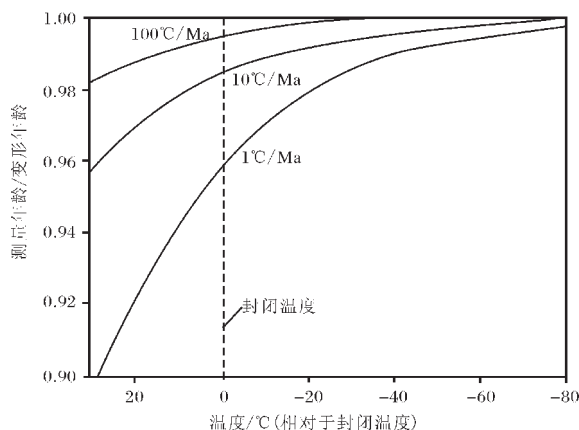
图6 冷却速率对年龄测定的影响^[9]

Fig.6 Influence of the cooling rate on ages dating

(2) 变形过程导致颗粒粒径减小,变形温度低于新生颗粒的封闭温度,并使颗粒中的同位素体系发生重置;如果变形发生在高于变形前矿物封闭温度的情况下,则只能得到冷却年龄;如果变形温度等于封闭温度,但因为颗粒细化作用降低了矿物的封闭温度,所以也会得到冷却年龄^[10];如果变形温度等于变形后矿物的封闭温度,变形后虽然仍有部分颗粒未保持封闭,但它们对年龄测定的影响极小,可以忽略不计,所测定的年龄即为变形年龄;如果变形温度低于封闭温度,则应分为2种情况考虑:若变形温度高于细粒化后矿物的温度,则得到的是冷却年龄,若变形温度低于细粒化后矿物的封闭温度,只能得到原岩年龄或上一次热事件的年龄^[10]。如果变形作用并未改变颗粒大小,只有在变形温度等于封闭温度的情况下才会得到近似的变形年龄^[10]。

(3) 变形过程中发生颗粒次生加大,并且颗粒次生加大过程的温度高于原始颗粒的封闭温度,低于新生颗粒的封闭温度;如果变形温度高于矿物次生加大后的封闭温度,则只

能得到冷却年龄;如果变形温度高于变形前的封闭温度而低于次生加大后的封闭温度,将会得到变形年龄;若变形温度等于变形前矿物的封闭温度且同位素体系发生重置,也会得到变形年龄,但如果变形前矿物的同位素体系并未发生重置,则得到一个无意义的混合年龄;如果变形温度低于变形前矿物的封闭温度,也只能得到混合年龄。但是,由于次生加大作用能够使矿物的封闭温度增加,如果变形作用使变形前矿物中的同位素体系发生重置,且新矿物的封闭温度高于矿物变形后 $T-t$ 历史中温度的峰值,则所测得的年龄值全部都是变形年龄。并且,若变形温度低于原始颗粒的封闭温度,也可以只选择次生加大部分进行年龄测定。所以,一些学者认为自然界中颗粒次生加大对获得变形年龄是最有意义的^[9,10]。

(4) 矿物在变形作用之后快速冷却,并且其冷却时间在 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄测定的误差范围之内;无论是新晶粒的形成、颗粒的细化或是颗粒的次生加大作用,即使变形作用的温度高于变形作用之后矿物的封闭温度,但在变形作用之后快速冷却,虽然此时理论上得到的仍然是冷却年龄,但非常接近于变形年龄,因而可以近似地认为是变形年龄(图6)。

但是,上述所讨论的各种情况均为最简单情况,而自然界中的现象却是千变万化、复杂多样的。并且,不同大小颗粒的封闭温度也不相同,所以最终获得的年龄多数情况下为一个混合年龄。虽然它们所记录的年龄值的差异可能会位于 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法的误差范围之内,但如果矿物中颗粒大小差别较大,则可能会产生一个完全错误的年龄值。因此,一些学者提出了使用单颗粒进行年龄测定的方法^[9-11]。但是这又会导致一个新的问题,对于那些细小的无法挑选出的矿物颗粒,虽然它们很好地反映了变质-变形事件发生的时间,但也很难对其单颗粒进行年龄测定。而激光微区 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法的应用既避免了挑选和纯化细小矿物颗粒的烦恼,也不会产生错误的混合年龄^[28,29]。但是,同常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法一样,在进行年龄测定以前,必须确定同构造结晶的矿物或变形作用中同位素发生重置的矿物,并判断矿物记录的是否是变形年龄。

总之, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄的解释强烈依赖于矿物的封闭温度和变质-变形事件发生的温度。只有获得了这2个温度值,才能很好地解释由同位素年代学方法获得的年龄值是否为真正代表变质-变形事件发生时间的变形年龄。到目前为止,许多学者已经通过各种方法获得了变形年龄^[3,9,29],这为准确分析测年地区的地质历史提供了巨大的帮助。

参考文献:

- [1]Merrihue C. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples [M]. Trsns. Am. Geophys. Un., 1965.46,125.
- [2]Kelly S P. The relationship between K-Ar mineral ages, mica grain sizes and movement on the Moine Thrust Zone, NW Highlands, Scotland[J]. Journal of the Geological Society of Lon-

- don, 1988,145:1-10.
- [3]Dunlap W J, Teyssier C, McDougall I, et al. Ages of deformation from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas[J]. *Geology*, 1991, 19: 1213-1216.
- [4]Kligfield R, Hunziker J, Dallmeyer R D, et al. Dating of deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques; Results from the Northern Apennines [J]. *Journal of Structural Geology*, 1986,8: 781-798.
- [5]Dodson M H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973,40: 259-174.
- [6]Harker B R, Wang Q. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of ultrahigh-pressure metamorphism in Central China[J]. *Tectonics*, 1995, 14 (4): 994-1006.
- [7]McDougall I, Harrison T M. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method [M]. New York:Oxford University Press, 1988.
- [8]Harrison T M. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1981,78(3): 324-331.
- [9]Dunlap W J. Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites[J]. *Chemical Geology*, 1997, 143:181-203.
- [10]Reddy S M, Potts G J. Constraining absolute deformation ages; the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics[J]. *Journal of Structural Geology*, 1999, 21:1255-1265.
- [11]Hames W E, Bowring S A. An empirical evaluation of the argon diffusion geochronology in muscovite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994,124: 161-167.
- [12]Harrison T M, Duncan I, McDougall I. Diffusion of ^{40}Ar in biotite; temperature, pressure and compositional effects[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985,49:2461-2468.
- [13]Sherlock S C, Arnaud N O. Flat plateau and impossible isochrones: Apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in a high-pressure terrain[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999,18:2835-2838.
- [14]Dodson M H. Closure profiles in cooling systems[J]. *Materials Science Forum.*, 1986,7: 145-153.
- [15]Wright N, Layer P W, York D. New insights into thermal history from single grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of biotite [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991,104:70-79.
- [16]Reddy S M, Kelly S P, Magennis L. A microstructural and argon laserprobe study of shear zone development on the western margin of the Nanga Parbat Syntaxis, north Pakistan[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997,128:16-29.
- [17]Robbins G A. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions [M]. M S Brown University, Providence, RI, 1987.
- [18]Giletti B J. Studies in diffusion, I. Argon in phlogopite mica [A]. In: Hofmann A W, Gilotti B J, Yoder H S, et al eds. *Geochemical Transport and Kinetics*[M]. Carnegie Institution of Washington, 1974.107-115.
- [19]Bell I A, Wilson C J L, McLaren A C, et al. Kinks in mica: Role of dislocations and (001) cleavage[J]. *Tectonophysics*, 1986, 127:49-65.
- [20]Goodwin L B, Wenk H R. Intracrystalline folding and cataclasis in biotite of the Santa Rosa mylonite zone: HVEM and TEM observations[J]. *Tectonophysics*, 1990,172:201-214.
- [21]Gibson R G. Nucleation and growth of retrograde shear zones: an example from the Needle Mountains, Colorado, USA[J]. *Journal of Structural Geology*, 1990,12:339-350.
- [22]Lister G S, Snoke A W. S-C mylonites[J]. *Journal of Structural Geology*, 1984,6:617-638.
- [23]Lee J K W, Aldama A A. Multipath: A general numerical model[J]. *Computers and Geosciences*, 1992,5:531-555.
- [24]Lee J K W. Multipath diffusion in geochronology[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995,120:60-82.
- [25]Bell I A, Wilson C J L. Deformation of biotite and muscovite: TEM microstructure and deformation model[J]. *Tectonophysics*, 1981,78:201-228.
- [26]Mares V M, Kronenberg A K. Experimental deformation of muscovite[J]. *Journal of Structural Geology*, 1993, 15:1061-1075.
- [27]Tullis J, Yund R A. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence[J]. *Journal of Structural Geology*, 1991, 13 (9):987-1000.
- [28]Megrum G H. Isotopic analysis of trace gases with a laser microprobe[J]. *Science*, 1967,157(3786):1555-1556.
- [29]Lips A L W, White S H, Wijbrans J R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events: a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian Zone, NW Aegean area, Greece[J]. *Tectonophysics*, 1998, 298:133-153.